

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2015.01153

巢湖地区末次冰消期—早全新世沉积环境演化

胡飞¹, 杨玉璋¹, 张居中¹, 郑洪波²

(1. 中国科学技术大学 科技史与科技考古系, 合肥 230026; 2. 南京师范大学 地理科学学院, 南京 210046)

摘要:利用 AMS¹⁴C 对巢湖西岸杭埠河三角洲地区湖相沉积岩心年代的精确测定与校正, 以及粒度、磁化率、地球化学元素、总有机碳、总氮以及有机质稳定碳同位素等气候环境代用指标的分析与研究, 提取了巢湖地区末次冰消期—早全新世的环境演变信息, 重建了研究区 13 393~7 486 cal. aBP 期间的环境演变序列: (1) 13 393~12 420 cal. aBP 期间, 气候由冷干向温凉发展, 降雨量增加, 湖泊水位迅速上升, 巢湖进入快速发育阶段, 但在 13 040~12 773 cal. aBP 期间出现冷干事件; (2) 12 420~11 760 cal. aBP 期间, 本阶段响应全球性降温事件—YD 事件, 气候干冷且不稳定, 降雨减少, 湖泊水位下降, 湖盆收缩且水位变迁频繁, 湖内浮游植物有所生长; (3) 11 760~9 160 cal. aBP 阶段气候温和湿润且稳定, 雨水充沛, 湖泊水位稳定或有所扩张, 湖内大型水草类植物繁衍, 但在约 11 006 cal. aBP 出现冷干事件; (4) 9 160~7 486 cal. aBP 阶段整体气候温凉偏干且波动明显, 降水相对减少, 湖泊面积收缩, 湖内有机质来源以湖内自生的水生植物为主, 并在约 8 633 及 8 493 cal. aBP 分别遭遇冷干与强降水事件。

关键词: 环境演化; 末次冰消期; 早全新世; 巢湖地区

中图分类号: **文献标识码:** A **文章编号:** 0256-1492(2015)01-0153-10

湖泊沉积记录是过去气候环境演变的重要载体之一^[1-3], 它具有沉积连续性好、储存信息量大、沉积速率快、时间分辨率高等特点, 其各种物理、化学、生物等指标可有效恢复过去降水、温度及生物等气候环境信息, 对区域气候环境重建和全球环境对比研究均具有不可替代的优势。末次冰消期至全新世早期, 北半球经历了剧烈的气候波动^[4], 对其气候不稳定性的研究有助于预测未来气候的变化趋势, 因而成为近年来地学家们关注的焦点。

巢湖是我国五大淡水湖之一, 入湖河流较多, 杭埠河是其中最大的一条, 杭埠河与巢湖交口处的沉积物是巢湖河流与湖泊交互作用的重要地质记录, 对研究巢湖区域环境演变及巢湖湖泊扩张与收缩对人类活动的影响等有重要价值。近年来, 不少专家学者分别从巢湖湖泊演化、古环境、湖泊污染等方面进行了细致的研究, 特别是对全新世以来的气候环境变化研究较为深入。安徽地质调查院对包括巢湖

在内的安徽长江段第四纪(尤其全新世)地层进行了较为系统的研究^[5]; 王心源等^[6-9]利用湖泊沉积物所记录的孢粉、植硅体、炭屑、粒度、磁化率、地球化学元素等古环境代用指标重建了巢湖流域 9 870 cal. aBP 以来的环境演化序列; 范斌等^[10]通过巢湖西岸 ACN 钻孔的植硅体化石记录恢复了巢湖流域 5 600 aBP 以来经历的 3 个相对寒冷期和 3 个相对温暖期; 贾铁飞^[11]等也通过 ACN 钻孔的湖泊沉积记录发现巢湖流域中全新世以来经历了 3 次显著的湖泊收缩过程; 吴立^[12-13]等阐述了全新世中晚期以来巢湖流域考古遗址的空间分布与湖泊的扩张及收缩之间存在密切联系。从现有文献资料看, 目前学术界对巢湖流域湖泊沉积记录的研究主要集中在 10 000 aBP 后的全新世时期。

本文采样地点选择在杭埠河与白石山河流入巢湖的交汇处, 该处堆积是连接河流-湖泊相沉积记录的桥梁^[14], 对研究巢湖流域沉积环境以及巢湖湖泊变迁有明显优势。通过对样品进行 AMS¹⁴C 测年与校正, 用粒度、磁化率、地球化学元素、总有机碳(TOC)、总氮(TN)、碳氮比值(TOC/TN)以及有机质稳定碳同位素($\delta^{13}C$)等古环境代用指标的分析与研究, 从连续、完整的湖泊沉积记录中获取巢湖地区末次冰消期—早全新世气候环境演变信息, 建立该区末次冰消期—早全新世的气候环境演变序列。

基金项目:中国科学院战略先导科技专项——“黄淮地区旱稻作农业起源与传播”项目(XDA05130503); 国家自然科学基金项目(40772105)

作者简介:胡飞(1985—), 男, 博士研究生, 从事环境考古与科技考古研究; E-mail: hufei08@mail.ustc.edu.cn

通讯作者:张居中(1953—), 男, 教授, 从事新石器时代考古、农业考古及科技考古等研究; E-mail: juzhzh@ustc.edu.cn

收稿日期:2014-03-13; **改回日期:**2014-06-11. 文凤英编辑

1 研究区概况

巢湖位于安徽中部(30°25′28″~31°43′28″N、117°16′54″~117°51′46″E),地处长江、淮河之间,属于长江下游左岸水系,湖水面积约770 km²,湖岸线总长184.66 km,东北部与东南部多山地岗峦,西北及西南部地势平坦。受地形条件的制约,流域水系呈放射状,水网密度大,流域面积13 349 km²,共有河流33条,分别属杭埠-丰乐河、派河、南淝河-店埠河、柘皋河-夏阁河、白石山河、裕溪河等7条水系,现仅有裕溪河(全长60.4 km)在巢湖东岸于裕溪口与长江相联接。该地区气候属亚热带和暖温带过渡性季风气候,气候温和,四季分明,年平均降雨量1 000 mm,流域内植被类型为北亚热带混交林夹少数耐寒常绿阔叶林,原生植被不复存在,绝大部分为人工栽培林、次生林及灌木丛、草类,包括低山丘陵植被群落、平原岗地植被群落和水生植被群落等三种植被类型^[7]。

2 材料与方法

2.1 样品采集与分析

2012年经野外实地考察,项目组选择巢湖西岸灵台村(31°31.568′N、117°23.324′E)进行科学钻探取样(图1),获取了约20 m深的连续沉积岩心(岩心编号为CH),本文仅分析10.58~1.72 m的湖相沉积物(CH-1),其中1.72~9.44 m为纯净的青灰色淤泥质黏土,9.44~10.58 m为纯净的青灰色黏土质粉砂。岩心10.58 m以下沉积物为河流相及

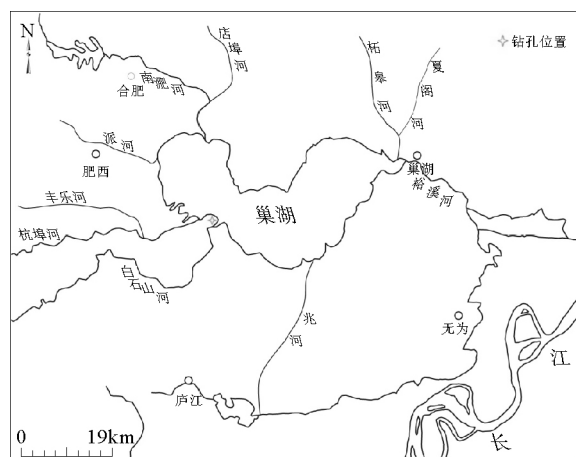


图1 巢湖流域图及采样位置

Fig.1 Map of Chaohu basin and the position of drilling hole

漫滩相的砂砾层,在此不作详述。CH-1孔岩心在南京师范大学地理科学学院分样实验室按2 cm间隔进行分样,共得到样品529个。根据研究需要,本文的实验分析主要包括4个AMS¹⁴C测年、106个样的粒度、1 058个样的磁化率和地球化学元素、52个样的总有机碳和总氮以及52个样的有机质稳定碳同位素的实验室分析,并依据以上古环境代用指标重建研究区气候环境演化过程。

2.2 年代序列的建立

CH-1孔岩心样品AMS¹⁴C年代在北京大学加速器质谱碳十四年代实验室进行测试。在1.72~9.44 m段,共测试4个AMS¹⁴C年代数据,将测年数据的日历年校正结果与岩心深度进行线性拟合,二者呈良好的线性关系($R^2=0.9953$)。

为了确定此段岩心的年代序列,根据其测试的4个样品的AMS¹⁴C年代,使用外推内插法计算出CH-1孔岩心其他位置的准确年代,得出沉积速率为0.15 cm/a,达到高分辨率的要求,从而有效地建立了该段巢湖西岸三角洲湖相沉积物的年代框架(图2)。

表1 巢湖CH-1孔岩心AMS¹⁴C测年数据及日历年校正

Table 1 The calibrated ¹⁴C ages of core CH-1 from Chaohu Region

实验室编号	样品编号	深度/cm	测试材料	¹⁴ C年龄/aBP	校正年龄/cal. aBP
QASI544	CH1	174.182	泥质黏土	6 605±30	7 501±39
QASI545	CH2	475.483	泥质黏土	8 575±35	9 538±24
QASI546	CH3	675.683	泥质黏土	9 830±40	11 240±30
QASI547	CH4	944.952	泥质黏土	10 550±40	12 560±110

3 环境代用指标分析

3.1 粒度分析

粒度分析在南京大学无机地球化学实验室进行,实验仪器为英国马尔文(Malvern)公司生产的Mastersizer2000激光粒度分析仪,其粒径测量范围为0.02~2 000 μm,可提供每一粒度组分的百分含量、频率曲线、累积曲线及其他各种粒度参数。本文粒度分析以10 cm为间隔进行取样,共采集样品106个,每次取质量约为0.25 g样品,放入250 mL的烧杯中,加入20 mL浓度为10%的H₂O₂溶液并摇匀,然后将烧杯放在电热板上进行加热使其充分

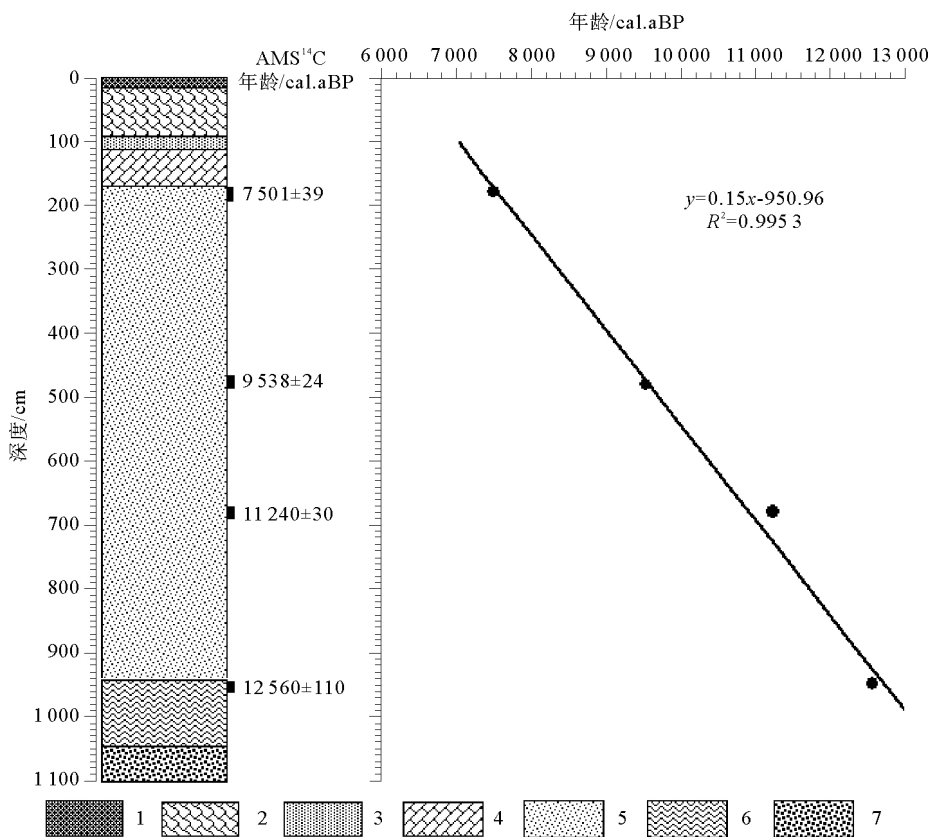


图 2 巢湖 CH-1 孔岩心沉积剖面年代深度模式

- (1. 灰黑色耕土层 2. 黄褐色粉砂质黏土 3. 青白色粉砂质黏土 4. 淡黄色黏土质粉砂
5. 青灰色淤泥质黏土 6. 青灰色黏土质粉砂 7. 青灰色黏土质砂砾)

Fig. 2 Relation between sediment depth and calibrated ¹⁴C ages of core CH-1 from Chaohu Region

- (1. Gray-and-black mold; 2. Brown sandy clay; 3. Bluish white sandy clay; 4. Light yellow clayey silt;
5. Grey silt clay; 6. Gray clayey silt; 7. Grey clayey gravel)

反应,去除样品中的有机质;待以上反应完全之后加入 20 mL 浓度为 10% 的 HCl 溶液,以去除样品中自生碳酸岩和部分次生的黏土矿物等;待反应完全结束后,将蒸馏水注满烧杯,并静置 12 h 让其充分沉降;倾倒烧杯中的上清液,加入 10 mL 浓度为 0.05 M 的 Na₃(PO₃)₆ 分散剂,摇匀后置于超声分散仪中振荡 10~15 min,直至形成高度分散的颗粒悬浊液后进行粒度测试。在粒度测试结果中,选择沉积物颗粒分布 < 2 μm 的黏土、2~32 μm 的细粉砂、32~63 μm 的粗粉砂、63~125 μm 的细砂组分、> 125 μm 粗砂组分以及中值粒径分别制作了粒径曲线图(图 3)。

3.2 磁化率及地球化学元素分析

磁化率及地球化学元素分析均在南京大学地球科学与工程学院表生地球化学实验室完成。磁化率分析使用英国 Bartington 公司生产的 MS2E Core Logging Sensor 进行扫描,扫描间隔为 10 mm,工作

功率 2 kHz,反射面积 3.8 mm×10.5 mm,反射深度 1~3.5 mm,检测时间 1.5s SI(×1)或 15s SI(×0.1);地球化学元素分析使用荷兰生产的 Avaatech XRF 岩心扫描仪进行扫描,扫描间隔为 10 mm,仪器分别在 10 kv、2 000 uA;30 kv、1 000 uA;50 kv、1 000 uA 3 种条件下可测得 30 多种主微量元素,测试结果如图 4 所示。

3.3 总有机碳、总氮以及有机质稳定碳同位素分析

总有机碳与总氮分析在南京大学现代分析中心进行,实验仪器为德国 Heraeus 公司生产的元素分析仪。有机质稳定碳同位素测试在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境重点实验室完成。实验仪器 EA-MS 系统由 3 部分组成,带 AS200 型自动进样器、FLASH EA1112 型元素分析仪、Thermo FINNIGEN 公司 Delta^{plus} advantage 质谱仪和连续流装置 Conflo III。 $\delta^{13}C$ 值计算公式:
$$\delta^{13}C = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{\text{样品}}}{(^{13}C/^{12}C)_{\text{标准}}} - 1 \right] \times 1000$$

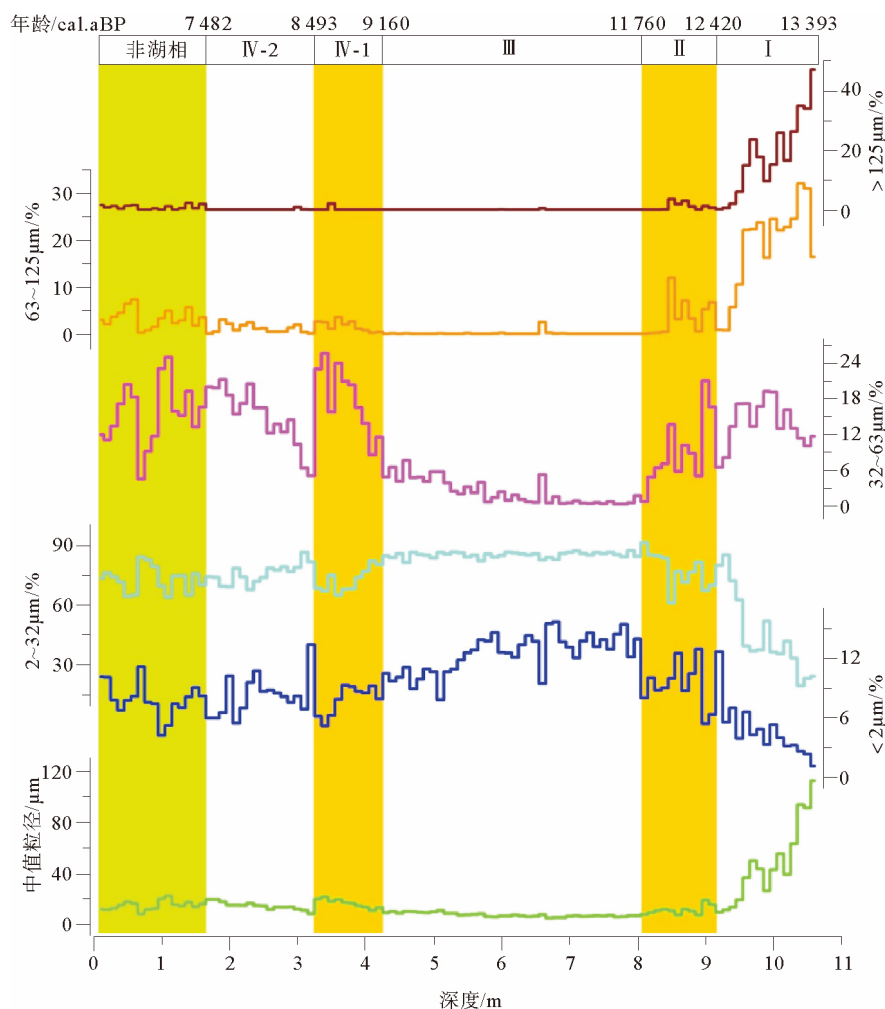


图3 巢湖CH-1孔岩心沉积物粒度组分分布曲线

Fig. 3 Grain size o distribution of CH-1 sediments from Chaohu Region

1 000%。样品的前处理步骤如下:(1)按编号分别取土样 2 g,放入 50 °C 的恒温箱中烘 48 h;(2)将烘干的样品研磨细腻,放入 20 mL 塑料试管中,首先加入 5 mL 浓度为 2 M 的 HCl 溶液,使其充分反应,待无气泡后,再以浓度为 2 M 的 HCl 溶液加满试管,静置 24 h,充分去除样品中所含碳酸盐等无机碳;(3)接下来反复(4~5 次)加入纯净水对已反应完全的样品进行清洗、离心、倾倒入清液,并用 pH 试纸检测,直至洗液为中性为止;(4)样品清洗完成后放入 50 °C 的烘箱中烘干、研磨,并用锡纸包装,放入恒温箱中以待上机测试。CH-1 孔岩心沉积物的总有机碳、总氮、碳氮比值以及有机质稳定碳同位素测试结果如图 5 所示。

4 结果与讨论

4.1 古环境代用指标的意义

沉积物的粒度特征是恢复古气候、古环境状况

的一项重要指标^[15-16]。在湖泊沉积记录与古气候研究中,沉积物粒度对湖泊水位波动以及干湿变迁反应灵敏。通常在长时间尺度、低分辨率(百年、千年)研究中,粗粒沉积物指示湖泊收缩、湖水较浅的干旱气候期;细粒沉积物指示湖泊扩张、湖水较深的湿润气候期。在短时间尺度、高分辨率(达到年代际甚至年份)研究中,粗粒沉积物指示降雨量较大的湿润年份,细颗粒指示降雨量相对较小的干旱年份^[17-18]。

近些年,与其他环境代用指标相比,磁性测定是湖泊沉积物研究的新技术,其可以根据磁参数曲线反映沉积物来源、环境变迁以及人类活动等信息,尤其可以反映沉积环境的水动力特征,高含量的粗颗粒组分沉积物中磁铁矿含量高,高含量的黏土组分沉积物中磁铁矿含量低^[19]。在表生地球化学元素行为中,Si、Al、Fe、Mn、Ti 等元素化学性质较为稳定,K、Ca、Sr 等元素化学性质较为活泼,均受到化学风化、雨水淋滤、搬运、沉积等过程的影响,易迁移的 K、Ca、Sr 等元素被水淋滤带走,而惰性的 Si、Al、

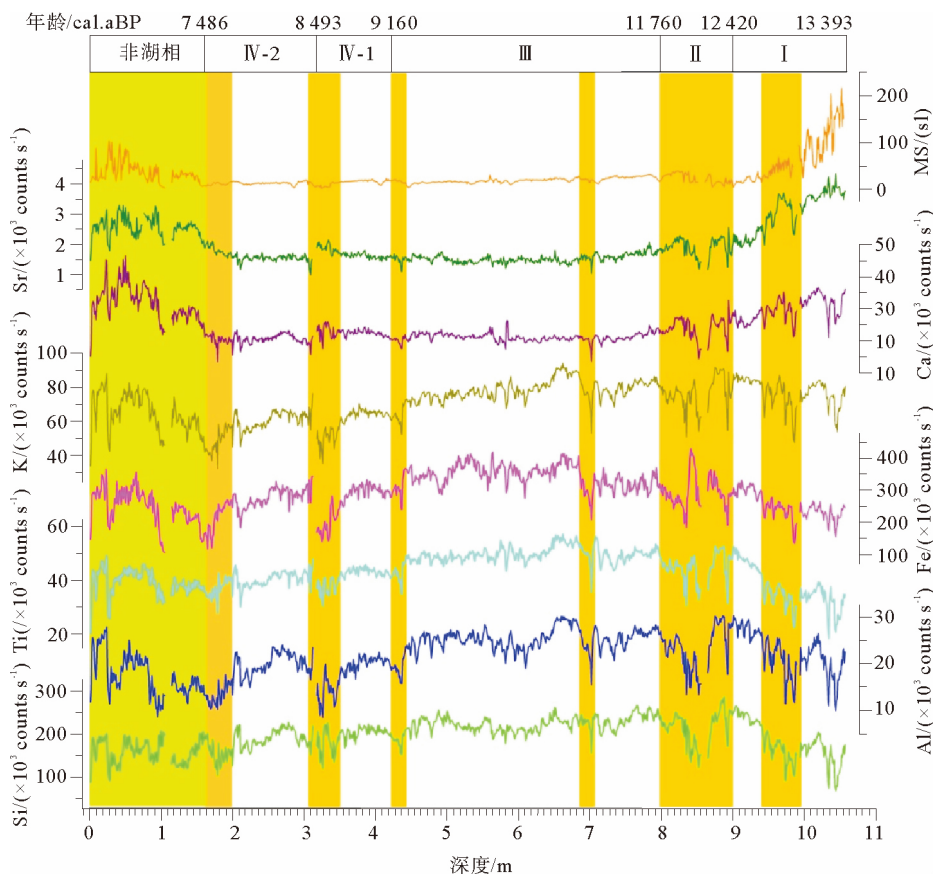


图 4 巢湖 CH-1 孔岩心沉积物磁化率及地球化学元素分布曲线

(注:此图中磁化率及地球化学元素间断位置为钻头部位,无法进行 XRF 岩心扫描)

Fig. 4 Distributions of magnetic susceptibility and geochemical elements of CH-1 sediments from Chaohu Region

(Note: XRF core scanning does not work at the bottoms of cores and data of magnetic susceptibility and geochemical elements are not available)

Fe、Mn、Ti 等元素则相对富集。本文中巢湖湖相沉积物中的惰性元素对该流域的突变气候事件响应灵敏。因此,本研究的湖相沉积物中惰性元素的含量高低指示地表径流丰富程度,反映流域降水情况。当沉积物中惰性元素含量高时,指示流域雨水丰富,气候暖湿;当沉积物中惰性元素含量低时,则指示流域降水减少,气候干旱^[20]。

湖泊沉积物的总有机碳、总氮、碳氮比值(C/N)以及有机质稳定碳同位素也均是指示沉积环境的重要指标,它们都受到湖泊初级生产力和陆源有机碎屑的输入以及随后沉积物的保存环境的影响。湖泊沉积物有机质的来源主要有陆生植物和水生的沉水植物、挺水植物、浮游生物等^[21]。有机碳含量一般指示湖泊生产力和湖泊区域生物量的变化,温暖湿润的气候条件下有机碳含量高,反之含量低。有机质的碳氮比值以及稳定碳同位素均可提供沉积物中有机质的来源信息。内源水生生物(主要是藻类)提供的有机质与外源陆生维管束有机质具有不同的

C/N 比值以及稳定碳同位素。水生植物蛋白质的含量为 24% 左右,远高于陆生植物的 6% 左右,前者的 C/N 比值仅为 5~12,一般小于 10,后者的 C/N 比值通常为 20~30,甚至高达 45~50^[22]。湖泊沉积物有机质 $\delta^{13}C$ 的大小则受湖区植被和水生生物的生长、大气 CO_2 浓度、气候(温度和降水)及湖水的性质等多种因素的影响^[23-29]。其中陆生的 C_3 植物具有较轻的碳同位素, $\delta^{13}C$ 值为 $-22\text{‰} \sim -33\text{‰}$ (平均为 -27‰); C_4 植物则具有较重的碳同位素, $\delta^{13}C$ 值为 $-10\text{‰} \sim -21\text{‰}$ (平均为 -14‰)^[30]。沉水植物吸收了水中重碳酸盐溶解释放出的 CO_2 而非大气 CO_2 ,而正常情况下, HCO_3^- 离子 $\delta^{13}C$ 值要比溶解在水中大气 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值要高 $7\text{‰} \sim 11\text{‰}$ ^[31],因此,沉水植物通常具有较高的 $\delta^{13}C$ 值,而浮游生物如果吸收大气 CO_2 ,则具有类似于 C_3 植物的 $\delta^{13}C$ 值,如果吸收水中重碳酸盐释放出来 CO_2 则具有较高的 $\delta^{13}C$ 值^[22]。因此湖泊沉积物有机质的 C/N 比值及其稳定碳同位素能共同判别湖泊沉

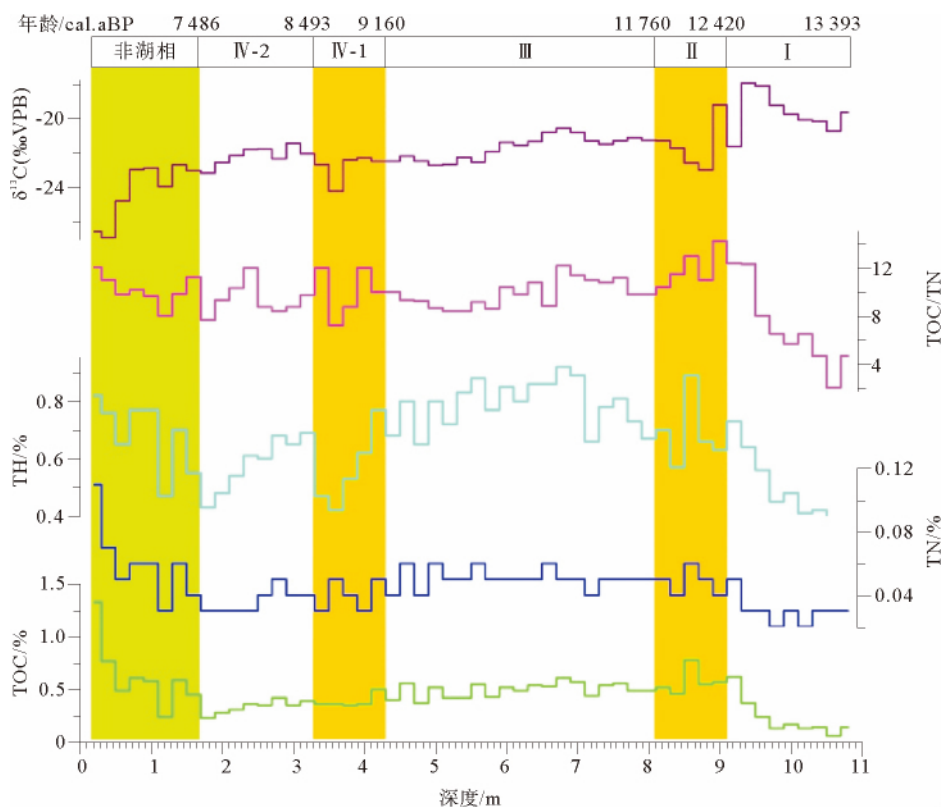


图 5 巢湖 CH-1 孔岩心沉积物总有机碳 (TOC)、总氮 (TN)、碳氮比值 (TOC/TN) 以及有机质稳定碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}$) 分布曲线

Fig. 5 Distributions of total organic carbon, total nitrogen, the ratio of total organic carbon and total nitrogen and stable carbon isotope of CH-1 sediments from Chaohu Region

积物水生植物和陆生植物来源的相对比例^[32]。此外,当气温较高时,水体中 HCO_3^- 溶解释放的 CO_2 速率加快且供给充分,而溶解在水中的大气 CO_2 含量下降,此时合成的有机质趋向高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,反之则具有较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

4.2 末次冰消期—早全新世环境演化

本文根据巢湖西岸三角洲地区钻取岩心的湖相沉积物的粒度、磁化率、地球化学元素、总有机碳、总氮以及有机质稳定碳同位素的变化特征进行百年至几十年尺度的环境变化分析,按时间从早到晚的顺序将末次冰消期—早全新世巢湖地区环境演变分为以下 4 个阶段:

第 I 阶段 (10.58~9.12 m, 约 13 393~12 420 cal. aBP): 该阶段沉积物的中值粒径呈快速下降趋势,黏土及粉砂含量(上升趋势)与细砂及粗砂组分(下降趋势)呈负相关性(图 3),说明该阶段沉积物总体上从细砂-粗砂组分为主逐渐向粉砂-黏土为主转化。沉积物粒度大小与水动力强度有直接的关系,湖泊中同一位置的沉积物粒度大小可以反映出湖泊水位的变化特征。该阶段沉积物的粒度变化特征反

映出湖泊水位迅速上升,进入巢湖湖泊的快速发育阶段,这也与前人的研究结果相吻合^[33]。

磁化率呈现快速下降趋势,变化范围为 13.2~216SI,平均 68.32SI,处于整个湖相沉积物的最高值(图 4)。由于湖泊沉积物的磁化率大小与水动力条件直接相关,从这一段的磁化率变化特征来看,湖泊水位迅速上升,与粒度特征相互印证。地球化学元素分析结果显示,元素 Si、Al、K、Ti、Fe 等呈上升趋势,而元素 Ca、Sr 等呈下降趋势,这可能与沉积物颗粒变化相关。但以上惰性元素的上升趋势表明伴随雨水增加,物理及化学风化、淋滤及迁移等元素活动加强,易迁移元素大量溶解,致使惰性元素在沉积物中相对含量增高。另外, Si、Al、K、Ti、Fe 等元素在 10.58~10.25 m 与 10.05~9.65 m 均出现低值,可能指示在 13 393~13 173 cal. aBP 与 13 040~12 773 cal. aBP 期间雨水减少,易迁移元素溶解相对减少,造成沉积物中惰性元素含量相对降低,表明当时可能出现冷干事件。

总有机碳、总氮含量较低,平均含量分别为 0.17%、0.03%, TOC/TN 比值呈现上升趋势,为 2.0~12.3,平均为 6.29(图 5),较低的总有机碳、总

氮以及 TOC/TN 比值均表明此期湖泊生产力低下,沉积物中有机质来源于湖泊自生浮游植物,而陆生植被对湖泊沉积物有机质影响较小。有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值为岩心沉积物中最高值,最大值达到 -17.94% ,平均 -19.48% 左右,并且与 TOC/TN 比值一样呈现上升趋势,反映此时湖泊的水生生物以浮游生物或挺水植物为主。同时,沉积物中有机质的稳定碳同位素相对偏正,这可能是由于全球气温升高,冰川消融,冰融水的大量补给使湖水硬度大大减小, HCO_3^- 离子浓度相对增高,水中通过 HCO_3^- 离子形成的 CO_2 浓度增高,造成湖内水生生物的有机质相对富含 ^{13}C [34]。

综合分析可以得出在 13 393~12 420 cal. aBP 之间,该地区的整体气候由冷干向温凉发展,降水增加,湖盆快速发育,湖泊水位迅速上升,进入湖泊的初级发育阶段,但在 13 040~12 773 cal. aBP 期间出现了冷干型气候。

第 II 阶段(9.12~8.13 m,约 12 420~11 760 cal. aBP):此阶段粒度组分波动强烈,黏土及细粉砂含量与粗粉砂、细砂及粗砂含量呈现负相关性(图 3),且以粉砂-黏土为主,指示湖泊水位变迁频繁,反映气候环境较不稳定。同时在 8.83 与 8.54 m 的粒度组分均出现突变,黏土及细粉砂组分含量增高,粗粉砂及粗砂组分含量降低,反映在约 12 226 与 12 033 cal. aBP 时湖泊水位曾经快速上升,指示降水丰富。此阶段正值全球降温事件——新仙女木事件 [35],粒度组分也充分反映巢湖地区对这一气候事件的响应。

磁化率与粒度组分变化趋势相似,波动强烈,分布范围为 4.4~39.3SI,平均 20.99SI(图 4),也指示岩心位置的水动力条件不稳定,反映了湖泊水位变迁频繁,钻孔位置距离湖岸忽远忽近。元素含量也是整个剖面中变化最为剧烈的一段,元素 Si、Al、Ti、Fe、K、Ca、Sr 等均出现谷值,指示气温降低,雨水减少,风化作用减弱,造成沉积物中的元素相对含量均降低。但在 8.55 与 8.80 m 均出现峰值,指示在 12 040 与 12 206 cal. aBP 可能出现短暂回暖气候。

总有机碳与总氮含量相对前一阶段有所增加,总有机碳分布范围为 0.46%~0.78%,平均 0.60%;总氮分布范围为 0.04%~0.06%,平均 0.05%;碳氮比值(TOC/TN)为 11~14.25,平均 12.43(图 5)。稳定碳同位素相对前期迅速降低,分布范围为 -23.01% ~ -19.21% ,平均 -21.64% ,接近 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,指示此期气温降低,水体中

HCO_3^- 溶解释放的 CO_2 速率降低,浮游生物直接利用大气中的 CO_2 ,致使有机 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低。

综合分析 12 420~11 760 cal. aBP 期间,该区域气候冷干且不稳定,湖泊的整体水位有所下降,湖盆收缩,湖泊水位变迁频繁,这应与全球性降温事件——新仙女木事件相关。

第 III 阶段(8.13~4.23 m,约 11 760~9 160 cal. aBP):该阶段粒度组分显示较为稳定。黏土含量与粗粉砂含量呈负相关性。该段沉积物总体上较细,以粉砂-黏土为主,反映气候条件暖湿,湖泊水位稳定,但后期湖泊出现了稍有收缩的迹象。

磁化率与元素含量也均较为稳定,仅在约 7.0 m 突然出现谷值,指示可能在 11 006 cal. aBP 遭遇突变气候事件,可能为冷干事件。总有机碳与总氮含量也较为稳定,碳氮比值(TOC/TN)在 9.8~12.2 之间,平均 10.9,指示湖泊沉积物中有机质仍来源于湖内自生浮游植被,且以大型水草类植物为主。稳定碳同位素持续稳定,分布在 -21.51% ~ -20.56% 之间,平均 -21.12% 。

综合分析可以得出在 11 760~9 160 cal. aBP 期间,该地区的气候温和湿润且稳定,雨水充沛,湖泊水位稳定,湖内大型水草类植物繁衍,但在约 11 006 cal. aBP 出现冷干事件。

第 IV 阶段(4.23~1.72 m,约 9 160~7 486 cal. aBP):此阶段根据本文古环境代用指标又可将其为两个气候子阶段:

第 IV-1 阶段(4.23~3.23 m,约 9 160~8 493 cal. aBP):此阶段粒度组分以细粉砂为主,黏土含量与粗粉砂含量呈负相关性,黏土组分的百分含量呈下降趋势,粗粉砂的百分含量呈上升趋势(图 3),反映湖泊快速收缩,降水减少。磁化率未见明显波动,元素 Si、Al、Ti、Fe 等呈现下降趋势,并在约 3.23 m 出现低值(图 4),指示该期雨水减少,易迁移元素相对富集,致使惰性元素含量相对较少。总有机碳为 0.35%~0.5%,平均 0.39%,总氮为 0.3%~0.5%,平均 0.4%,碳氮比值(TOC/TN)为 7.2~12,并且都出现谷值,指示此阶段沉积物中有机质仍主要来源于湖内自生植物,气候环境趋于温凉干燥。稳定碳同位素为 -24.23% ~ -22.30% ,平均 -22.78% (图 5)。稳定碳同位素值呈现偏负,指示此期气温降低,水体中 HCO_3^- 溶解释放的 CO_2 速率降低,浮游生物直接利用大气中的 CO_2 ,致使有机 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低。

第 IV-2 阶段(3.23~1.72 m,约 8 493~7 486 cal. aBP):此阶段粒度组分波动明显,整体上以粉

砂-黏土为主,其中粗粉砂的百分含量呈快速增加趋势,说明巢湖水位变化频繁,且湖泊处于收缩状态,反映此期气候环境不太稳定,且降水减少。磁化率与元素 Ca、Sr 波动较小,而元素 Si、Al、Ti、Fe 等波动明显,并呈现下降趋势,在约 1 82 m~7 553 cal. aBP 出现谷值,可能与气候事件相关。总有机碳含量为 0.28%~0.45%,平均 0.35%,总氮含量为 0.03%~0.05%,平均 0.036%,碳氮比值(TOC/TN)亦处于动态波动,变化范围为 8.4~12,平均 9.91(<10),指示此期湖泊沉积物有机质仍来源于湖泊自生的水生植物。稳定碳同位素略微偏负,分布范围是 -22.68‰~-21.45‰,平均为 -22.10‰,指示此期气温略有降低。但 IV-2 的整体气候环境比 IV-1 暖湿。

综合来看 9 160~7 486 cal. aBP 期间,研究区的气候相对温凉干燥,且波动明显,其中 9 160~8 493 cal. aBP 期间流域降雨减少,湖泊面积收缩,经 8 493 cal. aBP 强降水事件之后雨水又开始减少,湖泊面积趋于收缩,湖内均以浮游生物或挺水植物为主。

CH-1 孔岩心综合地反映了巢湖地区末次冰消期—早全新世的气候变化,与前人对周围以及该地区的研究^[7,36-38]有很好的相关性。从湖相沉积物的粒度等古环境代用指标所指示的巢湖地区末次冰消期—早全新世(13 393~7 486 cal. aBP)的气候环境演变信息来看,本区的气候环境总体上经历了由冷干向温凉发展→冷干且不稳定→温和湿润→温凉偏干且波动的变化过程,与东部末次冰消期—早全新世的气候变化大体一致^[36-38],这对于解释末次冰消期—早全新世的巢湖及附近地区的气候环境演变及其对考古学文化的影响均具有重要的科学意义。

4 结论

对巢湖西岸三角洲地区末次冰消期—早全新世湖相沉积物的 AMS¹⁴C 测年与校正以及粒度、磁化率、地球化学元素、总有机碳(TOC)、总氮(TN)、碳氮比值(TOC/TN)以及有机质稳定碳同位素($\delta^{13}C$)等古环境代用指标的分析与研究,可将其气候环境分为以下 4 个阶段:

(1)13 393~12 420 cal. aBP 阶段气候由冷干向温凉发展,雨水增加,湖盆快速发育,湖泊水位迅速上升,进入湖泊快速发育阶段;(2)12 420~11 760 cal. aBP 阶段气候冷干且波动剧烈,降雨减少,湖盆收缩,湖泊水位变化频繁,湖内浮游植物快速生长;

(3)11 760~9 160 cal. aBP 阶段气候温和湿润,雨水充沛,湖泊水位较为稳定或有所扩张,湖内大型水草类植物繁衍;(4)9 160~7 486 cal. aBP 阶段气候温凉偏干且波动明显,降水相对较少,但其间也出现雨水丰富时期,湖泊整体趋于收缩,湖内有机质来源以浮游生物或挺水植物为主。同时,巢湖流域分别在约 13 040~12 773 cal. aBP、12 420~11 760 cal. aBP、11 006 cal. aBP、8 606~8 340 cal. aBP、7 673~7 486 cal. aBP 可能遭受冷干事件,而在约 8 493 cal. aBP 出现了强降水事件。

致谢:南京大学周斌副教授以及实验室周宁老师、南京师范大学王斌博士等对样品采集、前处理以及在测试工作过程中给予极大便利与帮助;中国科学院地质与地球物理研究所顾兆炎研究员帮助测定碳十四年代,在此一并表示衷心感谢!

参考文献(References)

- [1] Kelts K, 丁仲礼. 湖泊沉积——过去变化的信息库[J]. 第四纪研究, 1992, 12(2): 138-143. [Kelts K, DING Zhongli. Lacustrine sedimentary-The information of past change[J]. Quaternary Sciences, 1992, 12(2): 138-143.]
- [2] 王苏民, 李健仁. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段:以青海湖、岱海为例[J]. 科学通报, 1991, 36(1): 54-56. [WANG Suming, LI Jianren. Lacustrine sedimentary—the effective means for studying historic climate: Qinghai Lake and Daihai [J]. Chinese Science Bulletin, 1991, 36(1): 54-56.]
- [3] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展[J]. 科学通报, 1999, 44(6): 579-587. [WANG Suming, ZHENG Zhenke. Chinese lacustrine sedimentary and the new progress of environmental change research[J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(6): 579-587.]
- [4] Duplessy J C, Labeyrie L, Arnold M, et al. Changes in the surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation [J]. Nature, 1992, 358: 485-488.
- [5] 安徽省地质矿产局区域地质调查队. 安徽地层志-第四系[M]. 合肥:安徽科技出版社, 1990. [Regional survey team of bureau of geology and mineral resources, Anhui Province. Anhui Stratigraphy-Quaternary[M]. Hefei: Anhui Science and Technology Press, 1990.]
- [6] 王心源, 吴立, 张广胜, 等. 安徽巢湖全新世湖泊沉积物磁化率与粒度组合的变化特征及其环境意义[J]. 地理科学, 2008, 28(4): 548-55. [WANG Xinyuan, WU Li, ZHANG Guangsheng, et al. Characteristics and environmental significance of magnetic susceptibility and grain size of lake sediments since Holocene in Chaohu Lake, Anhui Province[J]. Scientia Geographica Sinica, 2008, 28(4): 548-55.]
- [7] 王心源, 张广胜, 张恩楼, 等. 巢湖湖泊沉积记录的早-中全新世环境演化研究[J]. 科学通报, 2008, 53: 132-138. [WANG Xinyuan, ZHANG Guangsheng, ZHANG Enlou, et al. Study

- on environmental evolution of Chaohu lacustrine sediment during early and middle Holocene[J]. Chinese Science Bulletin, 2008,53:132-138.]
- [8] 王心源,莫多闻,吴立,等. 长江下游巢湖 9 870 cal. aBP 以来孢粉记录的环境演变[J]. 第四纪研究, 2008, 28(4): 649-658. [WANG Xinyuan, MO Duowen, WU Li, et al. Pollen record from Chaohu Lake in the lower reaches of the Changjiang River and environmental changes since 9 870 cal. aBP. [J]. Quaternary Sciences, 2008,28(4): 649-658.]
- [9] 吴立,王心源,张广胜,等. 安徽巢湖湖泊沉积物孢粉-炭屑组合记录的全新世以来植被与气候演变[J]. 古地理学报, 2008, 10(2): 183-192. [WU Li, WANG Xingyuan, ZHANG Guangsheng, et al. Vegetation evolution and climate change since the Holocene recorded by pollen-charcoal assemblages from lacustrine sediments of Chaohu Lake in Anhui Province[J]. Journal of Palaeogeography, 2008, 10(2): 183-192.]
- [10] 范斌,许世远,俞立中,等. 巢湖沉积植硅体组合及中全新世以来的环境演变[J]. 湖泊科学, 2006, 18(3): 273-279. [FAN Bin, XU Shiyuan, YU Lizhong, et al. Phytolith in the sediment of the Lake Chaohu since Middle Holocene and its paleoenvironmental implications [J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 18(3): 273-279.]
- [11] 贾铁飞,戴学荣,张卫国,等. 全新世巢湖沉积记录及其环境变化意义[J]. 地理科学, 2006, 26(6): 706-711. [JIA Tiefei, DAI Xuerong, ZHANG Weiguo, et al. Sediment records in Chaohu Lake and its significance on environmental change in Holocene[J]. Scientia Geographica Sinica, 2006, 26(6): 706-711.]
- [12] 吴立,王心源,周昆叔,等. 巢湖流域新石器至汉代古聚落变更与环境变迁[J]. 地理学报, 2009, 64(1): 60-68. [WANG Xinyuan, WU Li, WU Xueze, et al. Geographical environmental characteristics of ancient human activities in the Lingjiatan Site of Chaohu City, Anhui Province, China[J]. Geographical Research, 2009, 64(1): 60-68.]
- [13] 高超,王心源,金高洁,等. 巢湖西湖南岸新石器-商周遗址空间分布规律及其成因[J]. 地理研究, 2009, 28(4): 981-989. [GAO Chao, WANG Xinyuan, JIN Gaojie, et al. Spatial distribution features of archaeological sites(Neolithic Age to Shang & Zhou Dynasties)on the western shore of the Chaohu Lake, China [J]. Geographical Research, 2009, 28(4): 981-989.]
- [14] 王敏杰,郑洪波,杨守业,等. 长江水下三角洲记录的全新世以来的环境信息[J]. 同济大学学报:自然科学版, 2012, 40(3): 473-477. [WANG Minjie, ZHENG Hongbo, YANG Shouye, et al. Environmental information in subaqueous Yangtze River Delta since Holocene [J]. Journal of Tongji University (Natural Science), 2012, 40(3): 473-477.]
- [15] 孙千里,周杰,肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及其古环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 93-95. [SUN Qianli, ZHOU Jie, XIAO Jule. Grain-size characteristics of Lake Daihai sediments and its paleoenvironment significance[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2001, 21(1): 93-95.]
- [16] Menking K M. Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OI-92, eastern California [J]. Geological Society of American Special Paper, 1997, 317: 25-36.
- [17] 陈敬安,万国江,徐经意. 洱海沉积物粒度记录与气候干湿变迁[J]. 沉积学报, 2000, 18(3): 341-345. [CHEN Jing'an, WAN Guojiang, XU Jingyi. Sediment particle size and the dry-humid transformation of the regional climate in Erhai Lake[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(3): 341-345.]
- [18] 陈敬安,万国江,张峰,等. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积粒度为例[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(6): 563-568. [CHEN Jing'an, WANG Guojiang, ZHANG Feng, et al. The environmental record of lacustrine sediment at different time scale—grain size[J]. Chinese Science(Series D): Geoscience, 2003, 33(6): 563-568.]
- [19] 谢红霞,张卫国,顾成军,等. 巢湖沉积物磁性特征及其对沉积动力的响应[J]. 湖泊科学, 2006, 18(1): 43-48. [XIE Hongxia, ZHANG Weiguo, GU Chengjun, et al. Magnetic properties of sediments from Lake Chaohu and its response to sedimentary dynamics[J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 18(1): 43-48.]
- [20] 刘英俊,曹励明,李兆麟,等. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984. [LIU Yingjun, CAO Liming, LI Zhaolin, et al. Element geochemistry[M], Beijing: Science Press, 1984.]
- [21] Stuiver M. Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary [J]. Quat. Res., 1957, 5: 251.
- [22] Krishnamurthy R V, et al. Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments[J]. India Nature, 1986, 323: 150.
- [23] Dana S, et al. Carbon 13 in lake waters and its possible bearing on paleolimnology [J]. American Journal of Science, 1960, 258(a): 253.
- [24] Stuiver M. Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary [J]. Quat Res, 1975, 5: 251.
- [25] Meyers P, et al. An organic carbon isotopic of glacial-postglacial change in atmospheric pCO_2 in the sediments of Lake Biwa, Japan[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1993, 105: 171.
- [26] 沈吉,王苏明,羊向东. 湖泊沉积物有机稳定同位素测定及其古气候环境意义[J]. 海洋与湖沼, 1996, 27(4): 400. [SHEN Ji, WANG Sumin, YANG Xiangdong. Measurement of organic carbon stable isotope in lacustrine sediments and its significance on paleoclimate and environment[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1996, 27(4): 400.]
- [27] 吴敬禄,王苏民,沈吉. 湖泊沉积物有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 所揭示的环境气候信息[J]. 湖泊科学, 1996, 8(2): 113. [WU Jinglu, WANG Sumin, SHEN Ji. Informations of climate and environment deduction from the organic matter $\delta^{13}\text{C}$ of lacustrine sediments[J]. Journal of Lake Sciences, 1996, 8(2): 113.]
- [28] 余俊清,王小燕,李军,等. 湖泊沉积有机碳同位素与环境变化的研究进展[J]. 湖泊科学, 2001, 13(1): 72. [YU Junqing,

- WANG Xiaoyan, LI Jun, et al. Paleoenvironmental interpretations on organic carbon isotopic records from lake sediments: A critique [J]. *Journal of Lake Sciences*, 2001, 13(1): 72.]
- [29] 王秋良, 谢远云, 梅惠. 湖泊沉积物中有机碳同位素特征及其古气候环境意义[J]. *安全与环境工程*, 2003, 10(4): 18-21. [WANG Qiuliang, XIE Yuanyun, MEI Hui. The characteristics of compositions of the organic matter $\delta^{13}\text{C}$ in lake sediments and its paleoclimatic environmental significance [J]. *Safety and Environmental Engineering*, 2003, 10(4): 18-21.]
- [30] Smith B N, et al. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ for high plants [J]. *Plant Physiology*, 1971, 43: 380.
- [31] Street-Perrott F A, et al. Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystem [J]. *Science*, 1997, 278: 1422.
- [32] 周志华, 李军, 朱兆洲. 龙感湖沉积物碳、氮同位素记录的环境演化[J]. *生态学杂志*, 2007, 26(5): 693-699. [ZHOU Zhihua, LI Jun, ZHU Zhaozhou. Environmental evolution of Longgan Lake sediments recorded by carbon and nitrogen isotopes [J]. *Chinese Journal of Ecology*, 2007, 26(5): 693-699.]
- [33] 吴跃东. 巢湖的形成与演变[J]. *上海地质*, 2010, 31: 152-155. [WU Yuedong. Formation and evolution of Chaohu [J]. *Shanghai Geology*, 2010, 31: 152-155.]
- [34] 刘兴起, 王苏明, 沈吉, 等. 16 ka 以来青海湖沉积物有机碳同位素变化特征及其影响因素[J]. *自然科学进展*, 2003, 13(2): 169-173. [LIU Xingqi, WANG Suming, SHEN Ji, et al. The characteristics and factors of organic carbon isotope of Qinghai Lake sediment since 16ka [J]. *Progress in Natural Science*, 2003, 13(2): 169-173.]
- [35] 杨志红, 姚檀栋, 皇翠兰, 等. 古里雅冰心中的新仙女木期事件记录[J]. *科学通报*, 1997, 42(18): 1975-1978. [YANG Zhihong, YAO Tandong, HUANG Cuilan, et al. The record of the Younger Dryas event from Guliya ice core [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 42(18): 1975-1978.]
- [36] 唐领余, 沈才明, 赵希涛, 等. 江苏建湖庆丰剖面 1 万年来的植被与气候[J]. *中国科学 B 辑*. 1993, 23(6): 637-643. [TANG Lingyu, SHEN Caiming, ZHAO Xitao, et al. Vegetation and climate since 10ka revealed from profile Qingfeng of Jian Lake, Jiangsu Province [J]. *Science in China (Series B)*, 1993, 23(6): 637-643.]
- [37] 舒强, 赵志军, 陈晔, 等. 江苏兴化 DS 浅孔沉积物地球化学元素与粒度所揭示的古环境意义[J]. *地理科学*, 2009, 29(6): 923-928. [SHU Qiang, ZHAO Zhijun, CHEN Ye, et al. Palaeoenvironmental significance of geochemistry elements and grain size of DS core sediments in Xinhua, Jiangsu Province [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2009, 29(6): 923-928.]
- [38] 瞿文川, 薛滨, 吴艳宏, 等. 太湖 14000 年以来古环境演变的湖泊记录[J]. *地质力学学报*, 1997, 3(4): 63-61. [QU Wenchuan, XUE Bin, WU Yanhong, et al. Record of paleoenvironmental evolution of Taihu Lake in the past 14000 years [J]. *Journal of Geomechanics*, 1997, 3(4): 63-61.]

SEDIMENTARY ENVIRONMENTAL EVOLUTION DURING LAST DEGLACIATION AND EARLY HOLOCENE IN CHAOHU REGION

HU Fei¹, YANG Yuzhang¹, ZHANG Juzhong¹, ZHENG Hongbo²

(1. Department of History of Science and Scientific Archaeology, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China;

2. College of Geographical Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210046, China)

Abstract: Based on the environmental parameters, such as AMS ^{14}C age, grain size, magnetic susceptibility, geochemical elements, total organic carbon, total nitrogen and organic carbon isotope, extracted from the core sediments of the hole drilled at the Hangbu River Estuary, we reconstructed the environmental evolutionary history for Last Deglaciation and Early Holocene (13 393~7 486 cal. aBP) in Chaohu Region. (1) The region evolved from a cold-dry to a temperate-cool climate during the period from 13 393 to 12 420 cal. aBP and the Chaohu Lake started to develop rapidly with high rainfall and fast rising of lake level, in spite of the cold-and-dry climatic event during 13 040 and 12 773 cal. aBP; (2) The unstable cold and dry paleoclimate during 12 420 and 11 760 cal. aBP with low rainfall and lake level, which is supposed to correspond to the Younger Dryas event, caused the shrinkage and frequent fluctuation of the Chaohu Lake even though the phytoplankton remained survived in the lake; (3) The paleoclimatic environment was mild and humid between 11 760 and 9 160 cal. aBP. With high rainfall and stable lake level, large aquatic plants multiplied in the lake even though there was a cold-and-dry event approximately 11 006 cal. aBP; (4) A warm and dry paleoclimatic environment prevailed between 9 160 and 7 486 cal. aBP with low rainfall and lake level, and the organic matters in the lake were mainly from the phytoplankton. The lake experienced a cold-and-dry event 8 633 cal. aBP. and an anomalous rain-rich event 8 493 cal. aBP.

Key words: environmental evolution; the last Deglaciation; Early Holocene; the Chaohu Region